

日本付近で異常発達する温帯低気圧の出現傾向と気圧場解析

大和田道雄* 中川由雅** 大和田春樹***

*理科教育講座（地学）

**名古屋大学大学院学生

***アビームシステムズ株式会社

Climatology and Statistical Analysis of Unusually Developing Cyclones over Japan and its Surrounding Area

Michio OWADA*, Yuka NAKAGAWA** and Haruki OWADA***

**Department of Science Education (earth science), Aichi University of Education, Kariya 448-8542, Japan*

***Graduate Student, Nagoya University, Nagoya 464-8601, Japan*

****Abeam Systems Ltd., Nagoya 467-0851, Japan*

ABSTRACT

Recently, it frequently occurs that extratropical cyclones over Japanese islands and its surrounding area develop unusually in Spring and Autumn. It causes natural disaster and gives the damage to human activity with heavy precipitation and strong winds. For the reason of climatology, it is because North-South movement of jet streams which affect the formation of extratropical cyclones get intense by the expansion of subtropical high and advection of cold air in these seasons. Therefore, the main purpose of this study is to clarify the causation of these cyclones on the basis of fluctuation of the general circulation of atmosphere.

In this paper, unusually developing cyclones are defined as the central pressure deepened to less than 980 hPa, using synoptic weather chart provided by the Japan Meteorological Agency (JMA). These cyclones are classified into three types, depending on the positions of the formation and cyclone tracks. In order to research the characteristics of the developing process respectively, upper troposphere pressure field, zonal wind field, and relative vorticity on the scale of East Asia were analyzed, using global reanalysis daily average dataset based on NCEP/NCAR.

The results are summarized as follows,

- 1) According to the statistical analysis, unusually developing cyclones are more frequent recently. Especially, March is the highest in the probability where an extratropical cyclone develops unusually.
- 2) Nihon-Kai low type (N-type) has the smallest level of the deepening of a depression in three types. This type showed that a positive relative vorticity in upper troposphere (200hPa) contributes to the development of cyclones.
- 3) On the other hand, low passing along the south coast of Japan type (S-type) are formed by baroclinically unstable wave of the subtropical jet stream. In this type, subtropical jet stream and polar-front jet stream converge by the ridge (around 105° E) in the west of Japanese islands. Consequently, vortices related cyclogenesis in the lower troposphere propagated to upper troposphere with developing cyclones.
- 4) Additionally, double-cyclone type (NS-type) develops by the coupling of the Nihon-Kai low and the low passing along south coast of Japan over Japanese islands. It has the largest level of the development and the most appearance days. As for this type, subtropical jet stream flowing at the high latitude side (around 35° N) intensified by subtropical high. Further, polar-front jet stream meanders to the vicinity of Japan (around 30° N) influenced by the trough at 500hPa geopotential height field, and converge with subtropical jet stream. As a result, the lower tropospheric vortices with the low passing along south coast of Japan couple it with the upper tropospheric vortices with the Nihon-Kai low, and such a structure had an impact on developing cyclones unusually.

1. ま え が き

近年、世界各地で異常気象による被害が頻発しているが、我が国においても異常冷夏や異常猛暑、および局地的な集中豪雨が多発している。これは、地球温暖化に伴う熱帯海域の海面温度の上昇に伴うハドレー循環の強化が亜熱帯高圧帯の領域面積を拡大させ (Strong *et al.*, 2000¹⁾; 吉野・福岡, 2003²⁾), その北側を流れる亜熱帯ジェット気流の緯度的・経度的位置を変えたからに他ならない (大和田他, 2006³⁾)。

中緯度に形成される亜熱帯高圧帯は、1970年代後半の Climate Shift (Graham, 1994⁴⁾; Trenberth and Hurrell, 1994⁵⁾) 以降、急激にその領域面積が拡大傾向を示していることが報告されている (大和田・石川, 2002⁶⁾)。その結果、亜熱帯ジェット気流の傾圧不安定波によって発生する南岸低気圧や、これと並行する寒帯前線ジェット気流に伴って発生する日本海低気圧が高緯度側を通過するようになり、本邦における西高東低の冬型気圧配置が減少する傾向にある (石川・大和田, 2001⁷⁾; 大和田, 2005⁸⁾)。しかし、このような大気大循環場の変動は、周期的に南下する極寒気と赤道地域の暖気との熱交換を盛んにし、傾圧不安定波を助長させる。その結果、温帯低気圧の中心示度が台風並みに発達し、航空機や船舶、および農作物等に被害をもたらすことが頻発した (中川他, 2005⁹⁾・2006¹⁰⁾; 大和田・鳥居, 2008¹¹⁾)。

短時間で急激に発達する低気圧は爆弾低気圧とも呼ばれ (Sanders and Gyakum, 1980¹²⁾; 小倉, 1994¹³⁾), 東アジアにおける低気圧活動が最も活発となる晩秋から春先を中心に日本近海で発生することで知られている (Roebber, 1984¹⁴⁾; Hanson and Long, 1985¹⁵⁾; Gyakum *et al.*, 1989¹⁶⁾; Chen *et al.*, 1991¹⁷⁾)。これは、日本付近が上空のジェット気流の強風軸に当たることと、黒潮やモンスーン域からの水蒸気が供給されやすいからである (大和田・畔柳, 2004¹⁸⁾; 小倉, 2005¹⁹⁾; 中村・三瓶, 2005²⁰⁾)。遊馬 (2003)²¹⁾ および Yoshida and Asuma (2004)²²⁾ は、温帯低気圧の異常発達の原因として低気圧の発現位置と発達する移動経路によって分類し、海洋起源の低気圧が大陸起源の低気圧に比較して発達率が大きいことを明らかにした。また、Takayabu (1991)²³⁾ および高藪 (1993)²⁴⁾ は、春先に発達する低気圧の構造が寒冷な上層渦と暖湿な下層渦とが日本列島の上空でカップリング発達することを提唱した。

その原因としては、温帯低気圧の移動経路を決定するジェット気流の緯度的・経度的位置の変化が考えられる (中川他, 2007²⁵⁾)。特に、温帯低気圧は日本海低気圧と南岸低気圧に分けられ、それに関するジェット気流も寒帯前線ジェット気流と亜熱帯ジェット気流に分類される (大和田, 1994²⁶⁾)。しかし、東アジア周辺におけるジェット気流は、日変動によって分流およ

び合流して3~4つのジェット気流系が存在することも確認されている (川添, 1978²⁷⁾)。

そこで本研究は、近年の大気大循環場変動を念頭に低気圧の移動経路を決定するジェット気流と低気圧の種類に着目し、低気圧の異常発達の出現傾向を過去35年間の経年変化から考察していく。さらに、異常発達する過程における気圧場の特徴を鉛直的に解析することにより、それぞれの低気圧の発達メカニズムの違いを明らかにすることを目的とする。

2. 資料および解析方法

解析には、気象庁発行の本邦を中心とした東アジアにおける毎日9時 (JST) の地上天気図と、NCEP (The National Centers for Environmental Prediction) / NCAR (National Center for Atmospheric Research) の再解析データ (2.5° × 2.5°) を使用した。また、解析期間は1971~2005年の35年間における秋季から春季 (9~4月) である。

まず、解析期間中における毎日の地上天気図 (約8400枚) から日本列島を通過した温帯低気圧を選出し、その中で中心気圧が980hPa以下に発達したものを異常発達と定義した。これは、我が国において熱帯低気圧が台風と命名されるのが低気圧圏内の最大風速が17.2 m/s以上に達したときであり、低気圧の中心が980hPaのときにメソスケールにおける最大瞬間風速が18.0 m/s以上となりやすいからである。

また、異常発達した温帯低気圧は、発生位置と移動経路によって図2-1に示すように3つの型に分類す

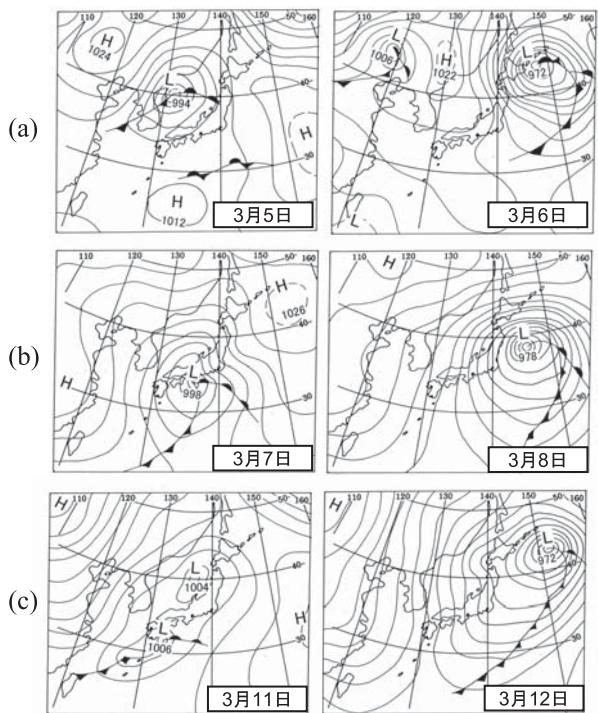


図2-1 日本付近で異常発達する温帯低気圧の例
(a) 日本海低気圧型 (b) 南岸低気圧型 (c) 2つ玉低気圧型

ることができた。まず、日本海低気圧型 (a) は、北緯40度から50度を中心とする大陸東岸および日本海周辺で発生し、日本海上を通過して発達したものである。これに対し、北緯30度を中心とした大陸東岸および東シナ海周辺で発生した低気圧が日本列島の太平洋岸を北東進して発達したものを南岸低気圧型 (b) とした。さらに、日本海低気圧と南岸低気圧が同時に出現し、それらが合流して発達したものを2つ玉低気圧型 (c) に分類した。このような低気圧の種類と移動経路の違いに着目し、その出現経年変化傾向や中心気圧との関係を調べ、さらに温帯低気圧が異常発達するときの上層から下層の気圧場、水平風ベクトルと風速分布、および相対渦度解析を行い、異常発達の鉛直的な過程を考察した。

3. 異常発達する温帯低気圧の出現傾向

3-1 月別出現傾向

図3-1は、秋季(9月)から春季(4月)にかけて日本列島を通過した温帯低気圧が980hPa以下に異常発達した出現日数の平均を月別に表したものである。日本海低気圧型(a)は、12月が1.7日と最も多く、次いで1月の1.1日、11月の1.0日となり、晩秋季から冬季の出現頻度が高いと言える。これは、この時期から寒帯前線ジェット気流が南下して寒気が移流するようになるためである(大和田・中村, 1990³⁰⁾)。

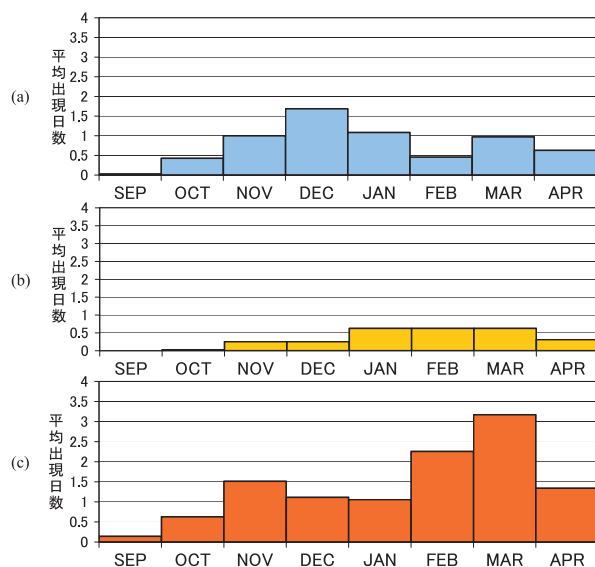


図3-1 異常発達した温帯低気圧の月別出現頻度 (a) 日本海低気圧型 (b) 南岸低気圧型 (c) 2つ玉低気圧型

これに対し、南岸低気圧型 (b) は日本海低気圧型よりも出現頻度が少ないものの、その中で多く現れるのが1・2・3月(0.6日)である。このことから、寒気存在に加えて日本列島の南の海上に形成される亜熱帯高圧帯が季節進行に伴って北上することが低気圧活動に寄与していると考えられる。

さらに、3つの型の中で最も異常発達する頻度が高

かったのは2つ玉低気圧型 (c) である。特に、3月は3.2日と最も多く出現することは注目すべき事実である。これは、3月が亜熱帯高圧帯の拡大と寒気の南下に伴って熱交換が盛んになり、南岸低気圧と日本海低気圧とが日本列島の上空で合流して鉛直擾乱がさらに強まり、2つ玉低気圧となって異常発達しやすい状況にあるためではないかと予想される。そこで、最も低気圧が異常発達する頻度の高い3月に着目し、出現日数の経年変化傾向や中心示度の発達する過程を探ってみた。

3-2 経年変化特性

その結果(図3-2)、3月における日本海低気圧型(a)の異常発達出現日数は、解析期間中(1971~2005年)の平均が0.9日であるのに対し、出現日数が多かった年は2004年の4日、次いで1987・92年および2000年の3日である。注目すべきことは、気候シフト以降に多く出現していることであり、このような傾向は南岸低気圧型 (b) においても見られる。その中でも特に出現日数が多かった年は、1993年が最も多い4日、次いで2003年の3日と月平均日数の0.6日を大きく上回っている。

これに対し、2つ玉低気圧型 (c) の出現日数は、平均して3.1日と最も出現頻度の高い型であり、1977年や1994年のように全く出現していない年もあるが、2005年は最も多い9日、次いで1979年は8日も出現しており、年による変動が大きいことが伺える。ここで特筆すべきことは、気候シフト前後における出現日数の違いは明瞭に見られないものの、1980年代から1990

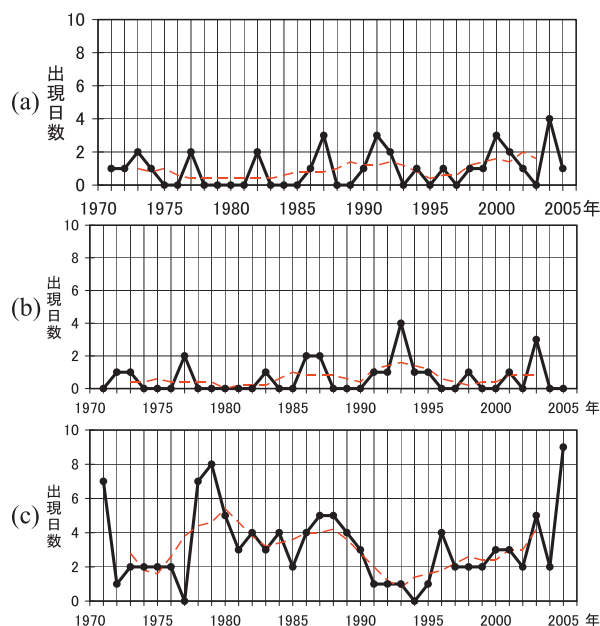


図3-2 3月における異常発達した温帯低気圧の出現日数の経年変化(1971~2005年)

(a) 日本海低気圧型 (b) 南岸低気圧型 (c) 2つ玉低気圧型 ※破線は5年間の移動平均を示す。

年代前半にかけて減少傾向にあったが、1995年以降に再び増加傾向に転じていることである（移動平均変動）。したがって、気候シフト以降において日本海低気圧と南岸低気圧が発達する頻度が高まっているのみならず、それらが同時に出現して合流する2つ玉低気圧も増加傾向を示していることが明らかとなった。

3-3 階級別出現日数

3月において異常発達した温帯低気圧の中心示度を5hPa毎にグレードに分類し、その出現日数を調べた結果を図3-3に示す。この図から、日本海低気圧型(a)の33事例のうちで最も出現頻度が高いのはgrade 1(980~976hPa)の20日と全体の60%を占め、次いでgrade 2(975~966hPa)の7日、grade 3(970~966hPa)の6日である。

これに対して南岸低気圧型(b)は、22事例中で最も出現頻度が高くなるのがgrade 2(8日)で、grade 1(7日)を僅かに上回ることは興味深い結果である。また、grade 3は4日、grade 4(965~961hPa)が2日、およびgrade 5(960~956hPa)も1日現れており、日本海低気圧型よりも高い階級が出現することが判明した。このことから、南岸低気圧は日本海低気圧型と比較して出現頻度は少ないものの、中心示度が発達しやすいと言える。

さらに、2つ玉低気圧型(c)の場合はgrade 1が解

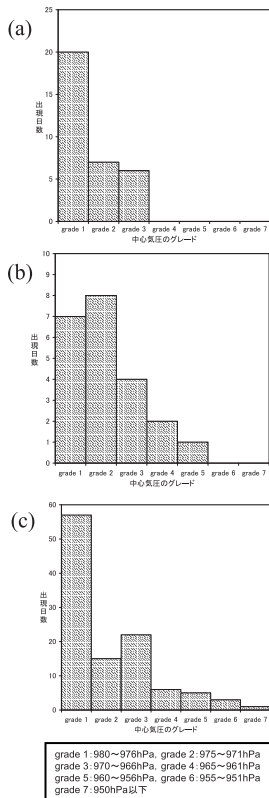


図3-3 3月における異常発達した温帯低気圧の中心示度のグレード別出現日数
(a) 日本海低気圧型 (b) 南岸低気圧型 (c) 2つ玉低気圧型

析事例(109日)の中で最も出現日数が多いが、次いでgrade 3(22日)がgrade 2(15日)を上回る。注目すべきことは、中心示度の階級が高くなるにつれて出現日数は少なくなるものの、grade 4は6日、grade 5は5日、grade 6は3日出現し、最も高い階級のgrade 7(950hPa以下)も1日出現していることである。したがって、2つ玉低気圧型は日本海低気圧型や南岸低気圧型に比較して出現日数が多いのみならず、中心示度が最も発達することが明らかとなった。

4. 2つ玉低気圧型の異常発達過程における気象解析

4-1 帯状流変動および気圧場解析

日本海低気圧と南岸低気圧が日本列島の上空で合流して発達する2つ玉低気圧型は、近年増加傾向を示すのみならず、中心気圧も最も発達することが判明した。これは、寒帯前線ジェット気流と亜熱帯ジェット気流が接近し、高緯度側の寒気と低緯度側の暖気とが接し、低気圧性擾乱が激しくなるためであると考えられる。そこで、2つ玉低気圧型が異常発達した事例の中で最も中心気圧が発達した(Grade 7)1983年3月15日の事例を選出し、低気圧が発生してから発達するまでの過程にあたる4日間の上層300hPaにおける水平風ベクトル、および水平風速を解析し、ジェット気流の緯度的・経度的位置を特定した。この高さは、寒帯前線ジェット気流(500hPa)と亜熱帯ジェット気流の軸(200hPa)を考慮したためである(大和田・石川, 2002²⁹⁾;大和田・畔柳;2004¹⁸⁾)。

その結果、北緯20度付近を東西に吹走する亜熱帯ジェット気流によって東シナ海で南岸低気圧が発生した時(a)は、寒帯前線ジェット気流系が東経110度付近において北緯45度付近を東西に吹走するものに加え、さらに北側の北緯55度以北から南下するジェット気流の強風軸が確認できる。この寒帯前線ジェット気流は、北緯35度まで南下して東経120度でトラフを形成し、黄海付近で日本海低気圧が発生した(b)。このとき、亜熱帯ジェット気流は東経130度・北緯30度付近の日本列島の太平洋岸まで北上しており、寒帯前線ジェット気流と接近していることが読み取れる。その結果、日本海低気圧と南岸低気圧が千島列島付近でドッキングし(c)、その後も寒帯前線ジェット気流と亜熱帯ジェット気流の接近・合流が持続したことから、低気圧の中心示度は948hPaにまで達した(d)。

このような上空の帯状流の緯度的・経度的位置を決定する気圧場を500hPa等圧面高度場で確認した(図4-2)。亜熱帯高压帯領域の中心(5,910m)は、東経165度・北緯15度の海洋上に位置してリッジを形成し、東経120度付近には寒帯前線ジェット気流のトラフが存在している(a)。このトラフが日本列島に接近および通過するとともに、亜熱帯高压帯領域が西への

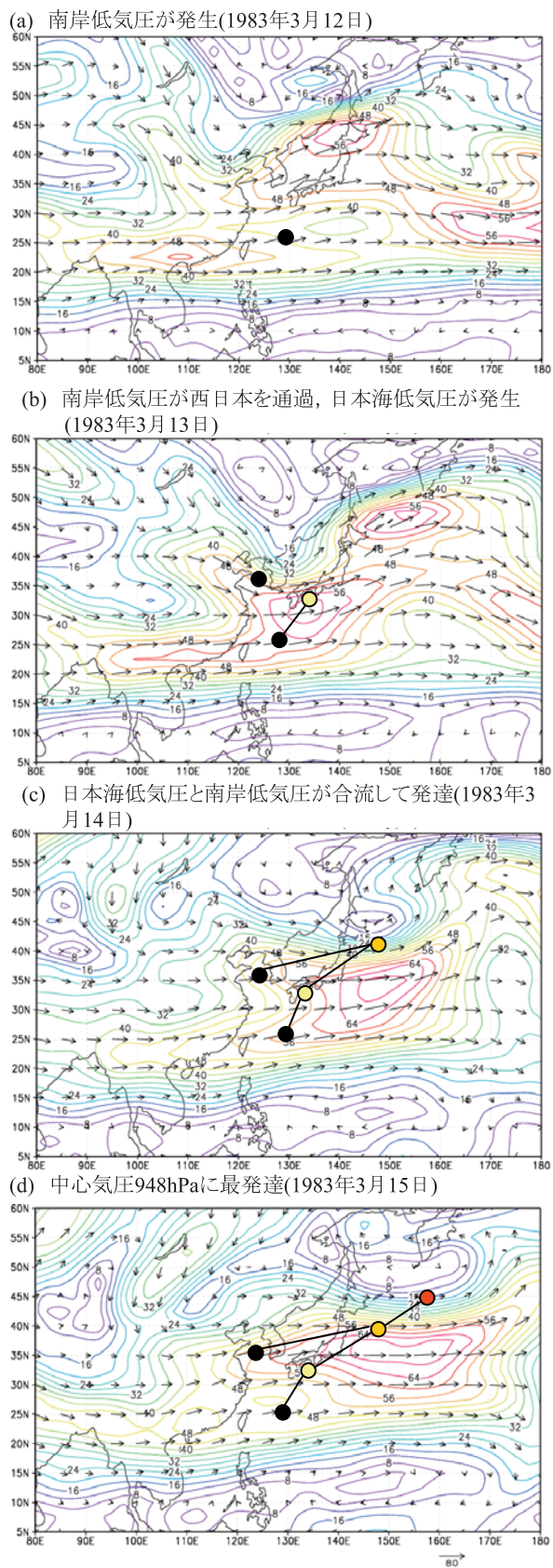


図4-1 2つ玉低気圧型 (Grade 7) の発達過程における 300hPa 等圧面高度の水平風分布 (m/s)

※図中の黒丸は低気圧の発現位置, 黄色および橙色は発達過程と経路, 赤色は最も低気圧の中心示度が低下した位置を示す。

張り出しと北上傾向を強めている (b・c)。さらに、低気圧が最も発達した時には (d)、東経155度付近において亜熱帯高压帯のリッジと寒帯前線ジェット気流のトラフが最も接近していることが読み取れる。

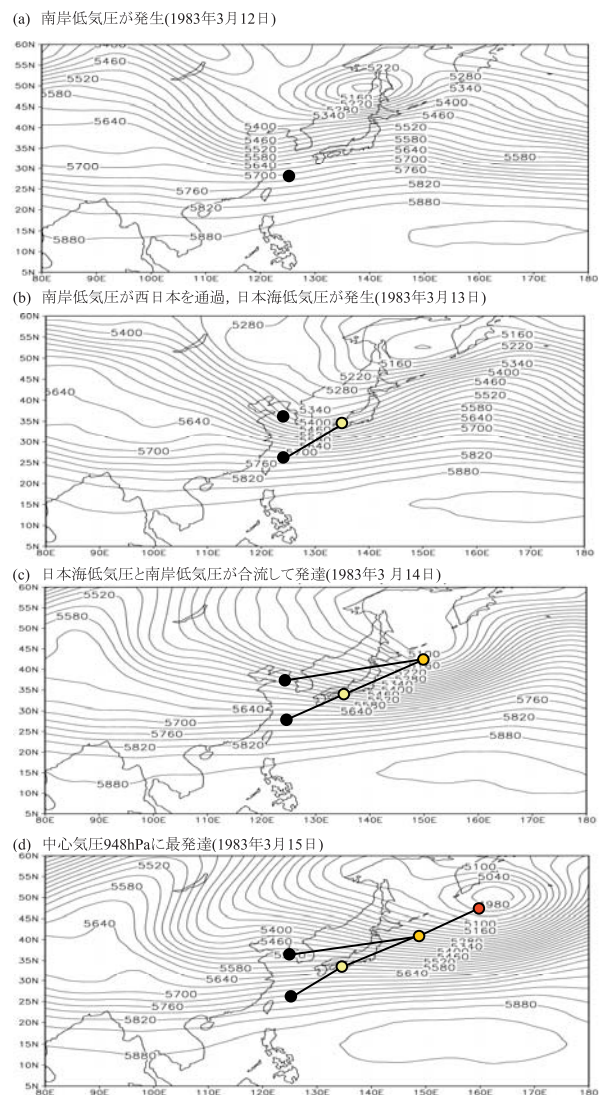


図4-2 2つ玉低気圧型 (Grade 7) の発達過程における 500hPa 等圧面高度場 (m)

※図中の黒丸は低気圧の発現位置, 黄色および橙色は発達過程と経路, 赤色は最も低気圧の中心示度が低下した位置を示す。

以上のことから、2つ玉低気圧型の発達過程では、日本列島の南の海上に中心をもつ亜熱帯高压帯が拡大して亜熱帯ジェット気流が北上していたことに加え、寒帯前線ジェット気流のトラフによって寒帯前線ジェット気流と接近・合流していたことが判明した。そこで、低気圧が発達する指標となる相対渦度を用いて発達過程における対流圏下層から上層にかけての鉛直的な構造の違いを検討してみた。

4-2 相対渦度の鉛直解析

(1) 解析方法

低気圧やトラフの発達過程を明らかにするために

は、鉛直的な相対渦度の時間変化を調べる必要がある(二宮, 2000³⁰⁾)。そこで、異常発達した過程における対流圏上層200hPa面, 中層500hPa面, および下層850hPa面の相対渦度 ζ を求めた。具体的に相対渦度 ζ とは、地球に対して「相対的な流れ(u, v)」を持つ鉛直方向の渦度であるため、地衡風速から求めることができる(二宮, 2005³¹⁾)。したがって、地衡風の χ 方向・ y 方向をそれぞれ u , v と定義し、微小な距離 $\partial\chi$ と ∂y における直交座標系(χ , y 座標系)を考えると、 $\partial\chi$ における u の変化は ∂u , および ∂y における v の変化は ∂v と表すことができるため、相対渦度を $\zeta(\text{s}^{-1})$ とすると、

$$\zeta = \partial v / \partial \chi - \partial u / \partial y \quad \dots\dots (1)$$

で表すことができる(1式)。したがって、渦度の正の値は低気圧性(反時計回り)の回転, 負の値は高気圧性(時計回り)の回転を示す。

(2) 相対渦度鉛直解析

図4-3は、2つ玉低気圧型の発達過程における200(a)・500(b)・850(c)hPa面の相対渦度の分布を表したものである。この図から、南岸低気圧が東シナ海で発生した時は、下層の850hPa面において 30s^{-1} 以上の正の渦度域, つまり南岸低気圧に相当する低気圧性循環が確認できる(3月12日)。しかし、この渦度域は、500hPa面および200hPa面においては見られ

ず、その北側の東経115度・北緯35度付近に中心を持つ渦度域からの張り出しの影響を受けている。これは、上層200hPa面において極大を持つ渦であり(60s^{-1})、この渦度の移流によって低気圧性擾乱が誘発されて黄海上で日本海低気圧が発生し、2つ玉低気圧となった(3月13日)。このとき、南岸低気圧は下層の東経140度・北緯33度付近に渦度の極大(60s^{-1})が現れるのに対し、日本海低気圧は中層から上層の東経130度・北緯35度付近に中心を持っており、その極大域はどちらの高さも 70s^{-1} である。このように、上層に中心を持つ日本海低気圧の渦と下層に中心を持つ南岸低気圧の渦とが合流することにより、2つの低気圧がドッキングして発達した(3月14日)。このときの下層では、地上の低気圧に対応して渦度域が同心円状に現れているが、中層では北西方向からの渦が移流し、上層では南西側からの移流も顕著となる。また、渦度の中心は下層が 110s^{-1} と最も高く、中層が 80s^{-1} , 上層が 70s^{-1} となる。この上層と中層からの渦度の移流によって低気圧がさらに発達すると(3月15日)、上層および中層における渦度の移流は弱まるものの、渦度の中心は200hPa面では 60s^{-1} , 500hPa面では 80s^{-1} であるのに対し、850hPa面では 110s^{-1} と下層に極大が見られる。

したがって、2つ玉低気圧型では下層から発達する南岸低気圧の渦と上層に中心を持つ日本海低気圧の渦とが鉛直的に合流することにより、2つの低気圧が

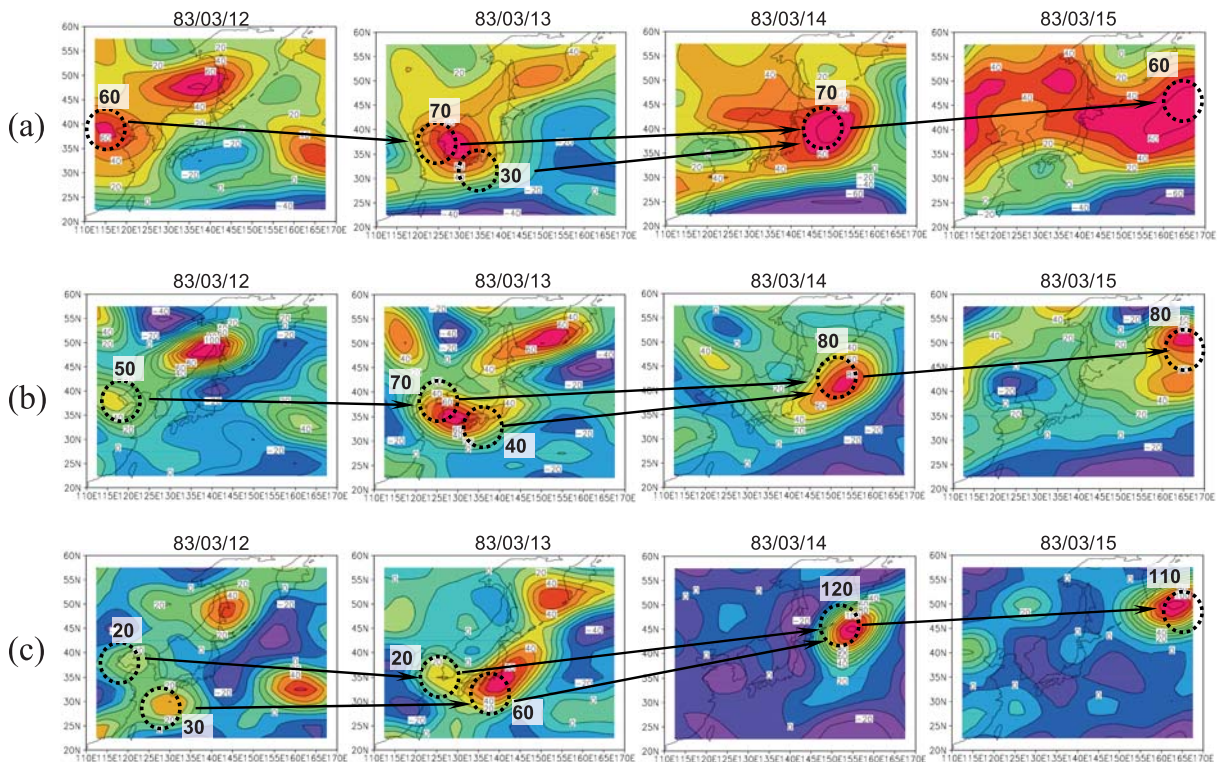


図4-3 2つ玉低気圧型(Grade 7)の発達過程における相対渦度分布($\times 10^6\text{s}^{-1}$)
 ※図中の破線と矢印は地上の低気圧に相当する位置を示し、そのときの相対渦度を読み取った。

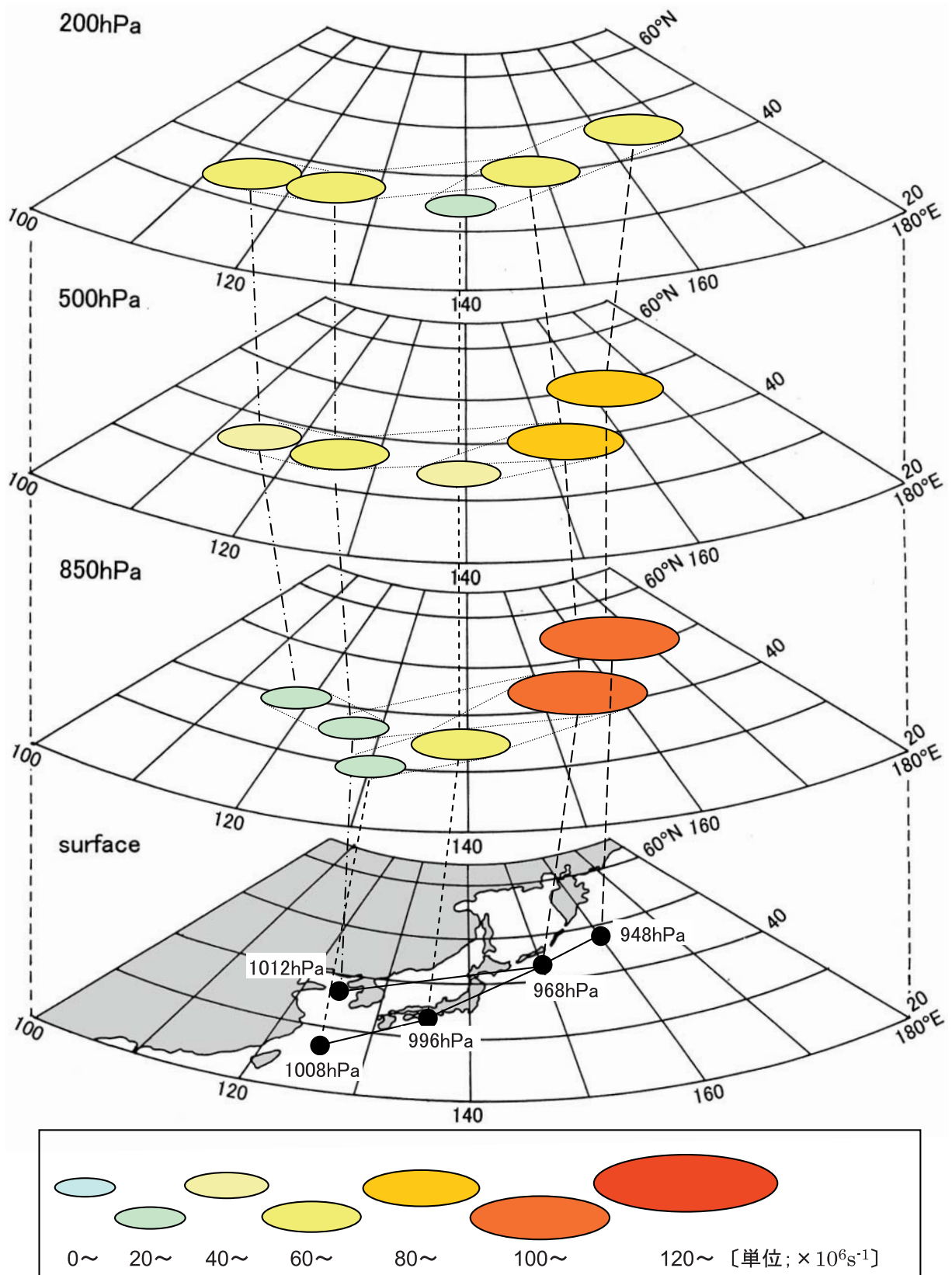


図4-4 2つ玉低気圧型の発達過程における構造的概念図

※低気圧性の渦度域（正の渦度）の中心と渦度の強さを円の面積，および色で示した。

ドッキングして発達したと言える。また，上層の亜熱帯ジェット気流による南西方向からの渦度の移流と，中層の寒帯前線ジェット気流による北西方向からの渦

度の移流は，低気圧性擾乱をさらに活発化させて地上の低気圧を発達させたものと示唆される。

(3) 低気圧性渦の発達モデル

相対渦度の鉛直解析の結果から、2つ玉低気圧型の発達過程の特性を発達モデルで表した(図4-4)。地上の黒丸と実線は温帯低気圧の中心位置と移動経路を示し、地上の低気圧に相当する上層の渦度の大きさを楕円の大きさで表した。

東シナ海で発生して日本列島の太平洋岸を通過した南岸低気圧は、黄海付近で発生して北東進する日本海低気圧と千島列島付近で合流し、中心気圧が最大で grade 7 に相当する948hPa まで発達した。これは、亜熱帯高圧帯の勢力が強く、中心が東経165度・北緯15度の海洋上に位置するため、日本列島の西側でトラフとなっている。したがって、亜熱帯ジェット気流が北緯30度まで北上して南岸低気圧が発生したのに加え、寒帯前線ジェット気流のトラフによって日本海低気圧も同時に発生し、日本列島の上空において亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流が合流している。これが2つの低気圧をドッキングさせたものと考えられる。その結果、下層から発達する南岸低気圧の渦と、日本海低気圧による高緯度側の上層渦が伝播して日本列島上空で鉛直的にドッキングすることにより、高緯度側の寒気と低緯度側の熱帯大気が接し、低気圧性擾乱が顕著となって低気圧が大型台風並みに発達したと思われる。

5. 結語とあとがき

- (1) 日本付近で異常発達する温帯低気圧は、日本海低気圧型が12月に最も多く出現するのに対し、南岸低気圧型は1～3月に多く出現する。これに対して最も出現日数が多い2つ玉低気圧型は、3月に最も多く出現することが明らかとなった。
- (2) そこで、3月における異常発達出現日数を調べた結果、日本海低気圧型および南岸低気圧型は、1970年代後半の気候シフト以降に多く出現することがわかった。特に、日本海低気圧と南岸低気圧とがドッキングする2つ玉低気圧型は、1995年以降において急激な増加傾向にあると言える。
- (3) また、低気圧が異常発達したときの中心示度は、日本海低気圧型が grade 3 の970hPa 以下、南岸低気圧型は grade 5 の960hPa 以下まで発達するのに対し、2つ玉低気圧型は、最大で950hPa 以下 (grade 7) にまで発達することが明らかとなった。
- (4) このように、2つ玉低気圧型が最も異常発達する原因を気象学的に解析した結果、発生および発達過程において日本列島の南の海上に形成される亜熱帯高圧帯の勢力が強く、その北側を吹走する亜熱帯ジェット気流が北上していたことに加え、寒帯前線ジェット気流とその北側のジェット気流が日本付近でトラフを形成し、亜熱帯ジェット気流と合流していたことがわかった。このため、上層から伝播する

日本海低気圧の渦と、下層から発達する南岸低気圧の渦とが日本付近で鉛直的に合流し、低気圧の発達に寄与していることが判明した。

この研究は、2005年度日本地理学会春季大会、2005年度日本気象学会春季大会、2006年度日本気象学会秋季大会、および2006年度日本地理学会春季大会で発表したものに加筆・補正したものである。発表に際し、筑波大学名誉教授の吉野正敏先生、北海道大学教授の遊馬芳雄先生、気象研究所の高藪出氏、並びに海洋研究開発機構の吉田聡氏には有益な御意見を頂いた。ここに記して深く感謝の意を表します。

引用文献

- 1) Strong, A. E., Kearns, E. J. and K. K. Gjovig (2000): Sea surface temperature signals from satellites—An update. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1667–1670.
- 2) 吉野正敏・福岡義隆編 (2003) : 環境気候学. 東京大学出版会, 392pp.
- 3) 大和田道雄・石川由紀・畔柳洋子・大和田春樹 (2006) : 100hPa 面における南アジア高気圧の盛衰と東西変動. 愛知教育大学研究報告, 55 (自然科学編), 23–28.
- 4) Graham, N. E. (1994): Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results. *Climate Dyn.*, 10, 135–162.
- 5) Trenberth, K. E. and J. W. Hurrell (1994): Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, 9, 303–319.
- 6) 大和田道雄・石川由紀 (2002) : 地球環境変化にかかわる中緯度高気圧の変化—最近の北半球における亜熱帯高圧帯の面積拡大傾向と移動性高気圧の帯状化との関係について—. *地球環境*, 7 (1), 117–127.
- 7) 石川由紀・大和田道雄 (2001) : 気圧場からみた最近の異常気象. *岡崎女子短期大学研究紀要*, 34, 51–59.
- 8) 大和田道雄 (2005) : 地球温暖化と中部国際空港の風. *航空環境研究*, 9, 2–10.
- 9) 中川由雅・大和田道雄・櫻井麻理 (2005) : 温帯低気圧異常発達の気圧場解析. 2005年日本気象学会春季大会予稿集.
- 10) 中川由雅・大和田道雄・鳥居司 (2006) : 温帯低気圧の異常発達に関する帯状流変動解析. 2006年日本気象学会秋季大会予稿集.
- 11) 大和田道雄・鳥居司 (2008) : 地球温暖化に伴う局地風の変容について. *愛知教育大学研究報告*, 57 (自然科学編), 31–37.
- 12) Sanders, F. and J. R. Gyakum (1980): Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589–1606.
- 13) 小倉義光 (1994) : お天気科学—気象災害から身を守るために—. 森北出版株式会社, 226pp.
- 14) Roebber, P. J. (1984): Statistical Analysis and Updated Climatology of Explosive Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1577–1589.
- 15) Hanson, H. P. and B. Long (1985): Climatology of Cyclogenesis over the East China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 697–707.
- 16) Gyakum, J. R., J. R. Anderson, R. H. Grumm, E. L. Gruner (1989): North Pacific Cold-Season Surface Cyclone Activity: 1975–1983. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1141–1155.
- 17) Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, P.-Z. Zhang and Q.-F. Bai (1991): Sy-

- noptic climatology of cyclogenesis over East Asia, 1958-1987. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1407-1418.
- 18) 大和田道雄・畔柳洋子 (2004): 北半球における Zonal index の季節別経年変動について. 愛知教育大学研究報告, 53(自然科学編), 57-65.
- 19) 小倉義光 (2005): お天気の見方・楽しみ方 (1) 序章. 天気, 52 (9), 691-696.
- 20) 中村尚・三瓶岳昭 (2005): 寒候期における極東域の低気圧活動の特徴. 天気, 52 (10), 760-763.
- 21) 遊馬芳雄 (2003): オホーツク海周辺で急激に発達する低気圧と水蒸気輸送. 天気, 50 (7), 508-515.
- 22) Yoshida, A. and Y. Asuma (2004): Structures and Environment of Explosively Developing Extratropical Cyclones in the Northwestern Pacific Region. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1121-1142.
- 23) Takayabu, I (1991): "Coupling Development": An Efficient Mechanism for the Development of Extratropical Cyclones. *Meteor. Soc. Japan*, 69, 609-628.
- 24) 高藪出 (1993): 温帯低気圧のカップリング発達. 海洋, 5, 120-124.
- 25) 中川由雅・大和田道雄・大和田春樹 (2007): 温帯低気圧の異常発達時における気圧場解析. 2006年度日本地理学会春季大会予稿集.
- 26) 大和田道雄 (1994): 伊勢湾岸の大気環境. 名古屋大学出版会, 219pp.
- 27) 川添信房 (1978): 冬季, 亜欧域における500mb面の3ジェット気流系について. 天気, 25 (5), 51-58.
- 28) 大和田道雄・中村達博 (1990): 本邦付近の最近10年間の500mb面高度場におけるジェット気流の季節変化. 愛知教育大学地理学報告, 71, 1-8.
- 29) 大和田道雄・石川由紀 (2002): 北半球における亜熱帯高圧帯の鉛直分布の季節変動について. 愛知教育大学研究報告, 51 (自然科学編), 33-39.
- 30) 二宮洗三 (2000): 気象がわかる数と式. オーム社, 303pp.
- 31) 二宮洗三 (2005): 気象解析の基礎. オーム社, 244pp.

(2009年9月17日受理)